مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارۀ اول، بهار ۱۴۰۰، از صفحۀ ۲۰۷ تا ۲۲۰

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

کانسار اپی ترمال سولفیداسیون حدواسط مس±طلا رشت آباد (شمال زنجان): شواهد کانه-زایی، میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار C-O

نیر اجلی، اشرف ترکیان*، ابراهیم طالع فاضل

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۲/۲۴، نسخه نهایی: ۹۹/۵/۷)

چکیده: کانسار مس±طلا رشت‌آباد (شمال زنجان) بخشی از کمربند فلززایی طارم- هشتجین در پهنه البرزغربی- آذربایجان است. واحدهای رخنمون‌یافته شامل سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق ائوسن با سرشت آهکی-قلیایی تا شوشونیتی هستند که در گستره کمان آتشفشانی قرار دارند. مهمترین دگرسانی‌های در ارتباط با کانه‌زایی شامل دگرسانی‌های کم دمای سیلیسی و سریسیتی هستند. کانه‌سازی در رگه‌های کوارتز-سولفید شامل مجموعه‌های اکسیدی (هماتیت)، سولفیدی (کالکوپیریت، کوولیت، بورنیت و گالن)، سولفاتی (باریت) و کربناتی (مالاکیت و آزوریت)، است. داده‌های میانبارهای سیال برای میانبارهای دوفازی مایع+بخار (L+V) اولیه، دمای ۱۳۸ تا ۳۲۰°C (متوسط۲۲۹°C) و شوری ۲٫۴۹ تا ۹٫۴۱ (متوسط ۵٫۹۵) درصد وزنی معادل نمک طعام، نشانگر پدیده آمیختگی هم دما و رقیق‌شدگی سیال کانه‌ساز هستند. همچنین مقادیر $\delta^{13}C$ (۹٫۲۱-تا ‰ ۶٫۸۱-) و $\delta^{18}O$ (۱۴-تا ‰ ۱۵-) نیز بیانگر عملکرد سیال جوی در شکل‌گیری رگه-های کربناتی مرحله تأخیری است. ویژگی‌های اصلی کانسار رشت آباد گویای شباهت این ذخیره با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط است.

واژه‌های کلیدی: *رقیق‌شدگی؛ کانه‌سازی چندفلزی؛ میانبار سیال؛ کمربند فلززایی طارم- هشتجین.*

مقدمه

کمربند فلززایی طارم- هشتجین یکی از گستره‌های مهم فعالیت ماگمایی- فلززایی در ایران محسوب می‌شود که رخداد حجم بالایی از سنگ‌های آذرین با ماهیت نفوذی، نیمه نفوذی تا آتشفشانی در آن به ویژه در گستره زمانی ائوسن- الیگوسن به‌همراه رخدادهای متنوع عناصر فلزی و غیرفلزی و وجود دگرسانی‌های گسترده باعث شده است تا این ناحیه از دیدگاه اقتصادی برای ردیابی رخدادهای مختلف معدنی مناسب باشد [۱، ۲]. براساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، منطقه مورد بررسی در بخش غربی پهنه البرز [۳] یا البرزغربی- آذربایجان [۴] قرار دارد و وابسته به کمربند فلززایی طارم- هشتجین است (شکل ۱). کانسار رشت آباد در ۴۵ کیلومتری شمال غرب زنجان در مختصات "۳۶°۵۹'۳۲ تا "۳۷°۰۹'۰۱ عرض‌شمالی و "۴۸°۲۰'۰۹ تا "۴۸°۳۰'۰۰ طول‌شرقی، واقع است. نتایج پژوهش‌های اکتشافی در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰[۵] شامل بررسی زمین شیمیایی آبراهه‌ای، کانی سنگین، حفر ترانشه و برداشت نمونه چکشی، منجر به کشف رگه‌هایی چندفلزی در منطقه رشت آباد شد.

از کانسارها و رخدادهای مهم معدنی در این گستره می‌توان به کانسارهای آهن مروارید [۶، ۷] و آهن سرخه دیزج [۸]، مس علی‌آباد [۹، ۱۰]، مس آق‌کند [۱۱] و رگه‌ای مس±طلا گلوجه [۱۲، ۱۳]، مس±طلا لوبین-زرده [۱۴] و نیز کانسار چندفلزی زاجکان [۱۵]، اشاره کرد. با توجه به گسترش کانی‌زایی‌های فراوان در منطقه زنجان و کمربند طارم- هشتجین، بررسی کانسار رشت‌آباد می‌تواند الگویی برای اکتشاف کانسارهای مشابه در این حوضه باشد. در این پژوهش،

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۸۳۸۱۶۰۱-۰۸۱، نمابر: ۳۸۳۸۱۱۷۲-۰۸۱، پست الکترونیکی: a-torkian@basu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.14.1]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.207]

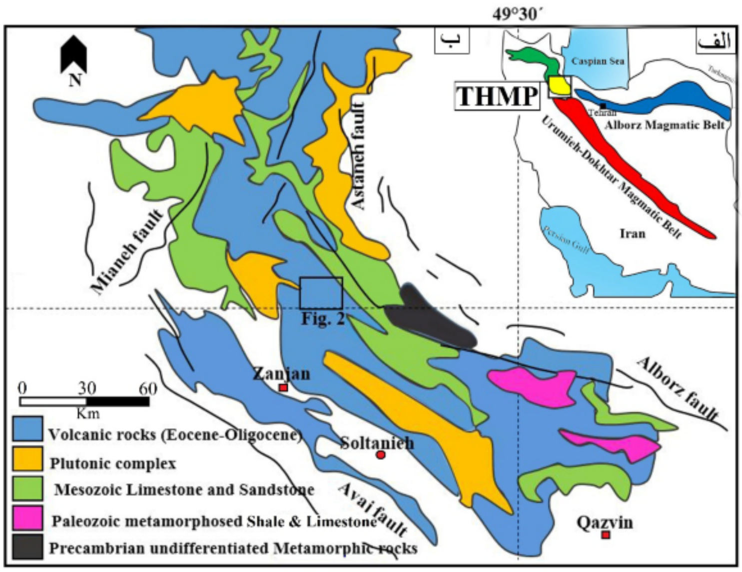
پس از معرفی کانسار، چگونگی تشکیل، شرایط دمایی و ویژگی-های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌ساز این کانسار بر اساس شواهد کانه‌زایی، دگرسانی، میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار کربن-اکسیژن بررسی شده است.

روش پژوهش

پس از بازدیدهای صحرایی، از بخش‌های مختلف کانسار شامل رگه‌های کوارتز-سولفیدی، هاله‌های دگرسانی و سنگ میزبان، نمونه‌برداری شد. تعداد ۳۶ مقطع نازک، ۱۲ مقطع نازک صیقلی و ۲ مقطع صیقلی آماده و بررسی گردیدند. به‌منظور شناسایی کانی‌ها و بررسی دگرسانی، ۴ نمونه به روش پراش پرتو ایکس (XRD) دستگاه Philips-Xpert Pro در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران تجزیه شدند. بررسی‌های سنگ‌نگاری میانبار سیال بر ۵ مقطع دوبرصیقل با قطر متوسط ۱۵۰ میکرون توسط میکروسکوپ نوری زایس در دانشگاه بوعلی‌سینا همدان انجام شد. سپس، ریزدماسنجی آنها توسط سکوی گرمایش- سرمایش لینکام مدل THMS600 با گستره دمایی ۱۹۶- تا ۶۰۰+ $^{\circ}C$ در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. واسنجی سکو در مرحله گرمایش با دقت ۰٫۶± $^{\circ}C$ توسط نیترات سزیم (با نقطه ذوب ۴۱۴ $^{\circ}C$) و در مرحله انجماد با دقت ۰٫۲± $^{\circ}C$ توسط ماده استاندارد n هگزان (با نقطه ذوب ۹۴٫۳- $^{\circ}C$)، انجام شد. سرانجام، مقادیر شوری بدست آمده ریزدماسنجی میانبار سیال با استفاده از نرم افزار تخصصی FLINCOR نسخه براون [۱۶] کنترل شدند. تعداد ۸ نمونه کلسیت از رگه‌های کربناتی تأخیری به منظور تجزیه ایزوتوپی کربن- اکسیژن به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه آریزونا ارسال شدند. در آنجا برای اندازه‌گیری نسبت این ایزوتوپ‌ها، پودر نمونه به مدت ۲۴ ساعت در معرض اسید فسفریک خالص در دمای ۷۰ $^{\circ}C$ قرار گرفت و گاز CO_2 متصاعد شده از هر نمونه توسط طیف‌سنج جرمی Finnigan Mat 252 اندازه‌گیری شد. مقادیر برحسب قسمت در هزار (‰) نسبت به استاندارد مرجع بلمنیت پی دی (PDB) محاسبه گردیدند. خطای اندازه‌گیری با این دستگاه برای $\delta^{18}O$ برابر با ۰٫۱± و برای $\delta^{13}C$ برابر با ۰٫۰۸± گزارش شده است.

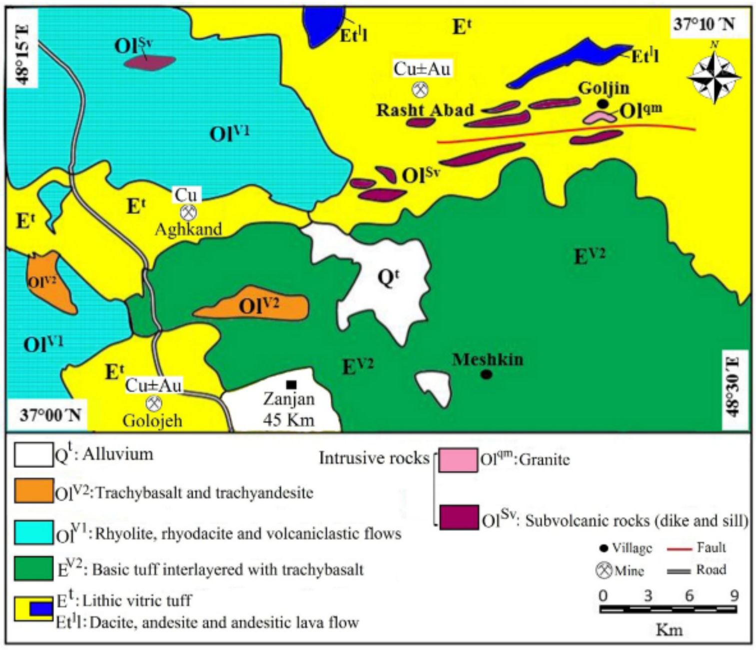
زمین‌شناسی

روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی در کمربند فلززایی طارم-هشتجین، هم‌راستا با دیگر مناطق البرزغربی، راستای شمالغرب-جنوبشرق است. این منطقه از چهار واحد چینه‌ای- ساختاری از قدیم به جدید شامل ۱) مجموعه سنگ‌های دگرگونی شیست، فیلیت و سنگ‌های فلسیک وابسته به پرکامبرین، ۲) مرمر دولومیتی و فیلیت (کامبرین) و سنگ‌های کربناتی و شیل (پرمین)، ۳) ماسه‌سنگ و سنگ آهک کم ضخامت پالئوزوئیک تا مزوزوئیک و ۴) سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق ائوسن-الیگوسن با ترکیب تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت، آندزیت، بازالت‌آندزیتی، بازالت، ریوداسیت، ریولیت و توف است [۱۷]. منطقه معدنی رشت‌آباد در بخش مرکزی کمربند فلززایی طارم- هشتجین و در جنوب ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین در واحدهای آتشفشانی ائوسن تشکیل شده است (شکل۲).



شکل ۱ الف) موقعیت پهنه فلززایی طارم- هشتجین و منطقه مورد بررسی در بخش غربی قوس ماگمایی البرز و ب) نمایی کلی از زمین‌شناسی طارم-هشتجین و موقعیت منطقه مورد بررسی (شکل ۲) در آن برگرفته از مرجع [۱].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.14.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.207]



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد بررسی برگرفته از ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین [۱۸] با تغییرات.

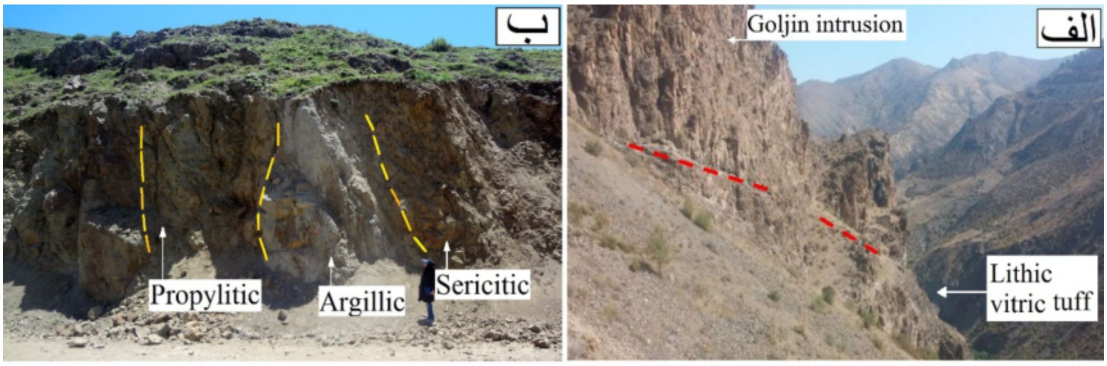
با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه هشتجین [۱۸] (شکل ۲)، سنگ‌های آذرین منطقه به‌ترتیب از قدیم به جدید شامل ۱) ردیفی از سنگ‌های آذرآواری (واحد E^t) توف سبز با لایه‌بندی منظم با میان‌لایه‌های گدازه‌های داسیتی- آندزیتی و بازالت آندزیتی (واحد E^t1) و توف‌های بازیک با درون لایه‌های گدازه‌های تراکی بازالت (واحد E^{V2})، ۲) مجموعه‌ای از سنگ‌های ریولیت، ریوداسیت با بافت پورفیری (واحد Ol^{v1}) و تراکی‌بازالت، تراکی آندزیت (واحد Ol^{V2}) به سن الیگوسن، ۳) سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق با ترکیب تراکی‌آندزیتی و ۴) سنگ‌های آذرین نفوذی با ترکیب کوارتزمونزونیت و کوارتزسینیت (واحد Ol^{qm}) هستند. سن این واحد (توده نفوذی گلجین) را به روش Ar^{40}/Ar^{39}، برابر با ۴۱/۸۷±۱/۵۸ میلیون سال (معادل ائوسن میانی) محاسبه کرده‌اند [۱۷].

بر اساس شواهد صحرایی، واحدهای آتشفشانی معادل سازند کرج، بخش عمده منطقه مورد بررسی را تشکیل می‌دهند که شامل بازالت‌ها هستند. در اثر حرکت‌های زمین‌ساختی، نهشته‌های ائوسن در منطقه دچار چین‌خوردگی و گسلش شده‌اند و همزمان با آن نفوذ توده های متعدد در سنگ‌های ناحیه موجب کانی‌سازی فلزات پایه و گرانبها شده است [۱۲]. گسل رشت‌آباد با روند شرقی-غربی از شرق معدن رشت‌آباد آغاز می‌شود و تا روستای گلجین ادامه دارد. این گسل به عنوان کنترل کننده پهنه‌های برشی کانی‌ساز و رگه‌ها از مهمترین پدیده‌های منطقه است (شکل ۳-الف). گسل‌های فرعی با روند شرقی-غربی و شمال‌غرب-جنوب‌شرق پیرامون این گسل تشکیل شده‌اند [۱۳].

سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین میزبان

سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک با ترکیب بازیک تا حدواسط در منطقه رشت‌آباد بیشترین گسترش را دارند (شکل ۲). برپایه رده‌بندی‌های مراجع [۱۹-۲۱] در نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2، سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی در گستره آندزیت-بازالت و تراکی آندزیت واقع شده‌اند. با توجه به وجود دگرسانی در سنگ‌های منطقه و به منظور کاهش آثار دگرسانی در نامگذاری و تعیین سری ماگمایی از نمودارهای عناصر غیر متحرک استفاده شد. به این منظور برای نامگذاری سنگ‌های منطقه از نمودار Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 استفاده شد [۲۲]. بر این اساس، سنگ‌های منطقه در گستره ترکیبی بازالت آندزیتی-آندزیت واقع شده‌اند [۲۳]. برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌ها و مشخص شدن وابستگی آنها از نمودار Co نسبت به Th [۲۴] استفاده شد که سنگ‌های منطقه سرشت آهکی-قلیایی تا شوشونیتی را نشان می‌دهند [۲۳]. سنگ‌های بازیک و حدواسط منطقه از نظر محیط زمین‌ساختی‌ماگمایی در نمودار Th/Yb نسبت به La/Yb [۲۵] در گستره بازالت‌های کمان کرانه قاره قرار دارند [۲۳].

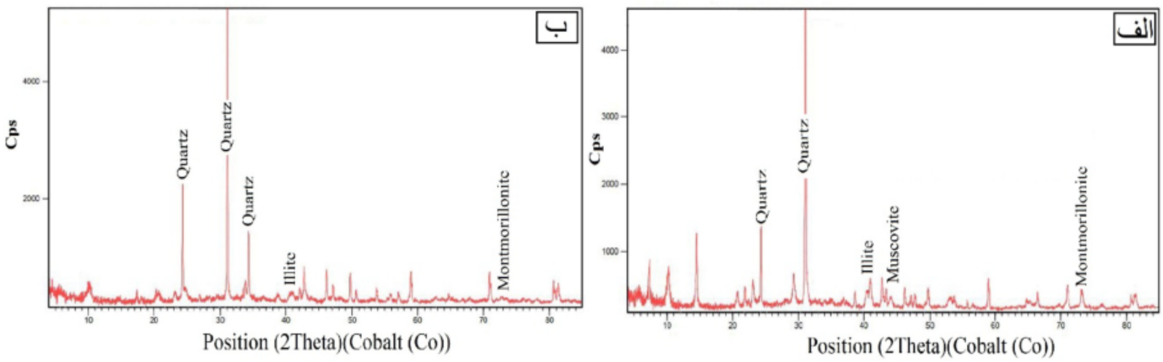
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.14.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.207]



شکل ۳ الف) گسل رشت‌آباد با روند شرقی-غربی (دید به سمت شمال)، ب)رخنمونی از دگرسانی‌های دیده شده در منطقه (دید به سمت جنوب).

دگرسانی

دگرسانی‌های پروپیلیتی، آرژیلیک، سریسیتی و سیلیسی در ارتباط با رخداد کانه‌سازی و دگرسانی‌های آلونیتی و کلریتی بدون ارتباط مستقیم با کانه‌زایی در منطقه طارم- هشتجین شناسایی شده‌اند [۲۶، ۲۷]. بررسی‌های صحرایی و نتایج طیف‌سنجی XRD نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین منطقه رشت‌آباد دستخوش دگرسانی‌های گرمابی شده‌اند (شکل ۳ ب). از مهمترین دگرسانی‌های موجود در منطقه می‌توان به دگرسانی‌های سیلیسی، سریسیتی و آرژیلیک اشاره کرد. مهمترین دگرسانی که در ارتباط تنگاتنگ با رگه‌های کانه‌دار و اغلب در حاشیه رگه‌ها دیده می‌شود، دگرسانی سیلیسی است. دگرسانی سیلیسی از رایج‌ترین و شناخته شده‌ترین انواع دگرسانی در ارتباط با نفوذ محلول‌های گرمابی غنی از سیلیس در سنگ‌های منطقه است. این دگرسانی بصورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده حفره‌ها و سیلیسی‌شدن بخش‌هایی از سنگ دیواره (میزبان کانه‌زایی) در منطقه مورد بررسی نمود دارد. رگچه‌ها با پهنای مختلف از مرتبه میلیمتر تا چند سانتی‌متر دیده می‌شوند. دگرسانی سریسیتی با همبرزایی کوارتز، سریسیت و ارتوکلاز در منطقه قابل تشخیص است. در این دگرسانی، پلاژیوکلازها و فلدسپات‌های قلیایی به طور بخشی به سریسیت تبدیل شده‌اند. دگرسانی آرژیلیک نیز با حضور فازهای کانیایی کوارتز، مونتموریونیت، ایلیت و موسکویت قابل تشخیص است (شکل ۴). مجموعه کانی‌های دیده شده در دگرسانی‌های کانسار رشت‌آباد در جدول ۱ آورده شده‌اند.



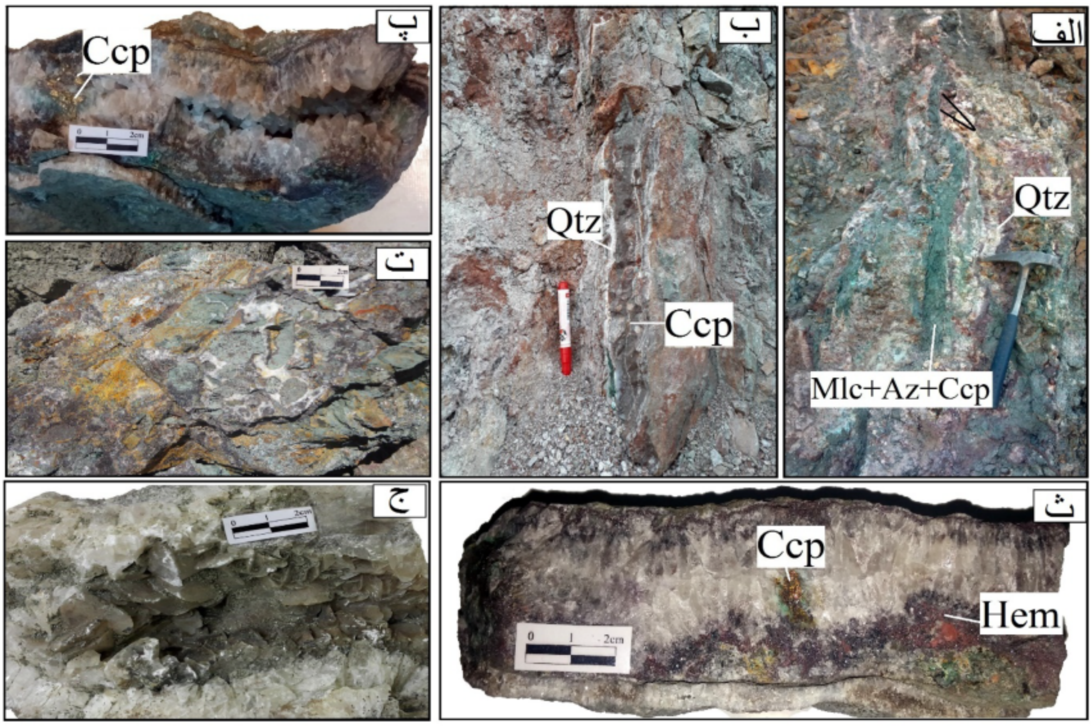
شکل ۴ طیف‌های پراش پرتوی ایکس پهنه دگرسانی آرژیلیک در کانسار رشت‌آباد.

جدول ۱ نتایج میکروسکوپی و XRD از نمونه‌های برداشت شده از پهنه‌های دگرسانی کانسار رشت آباد.

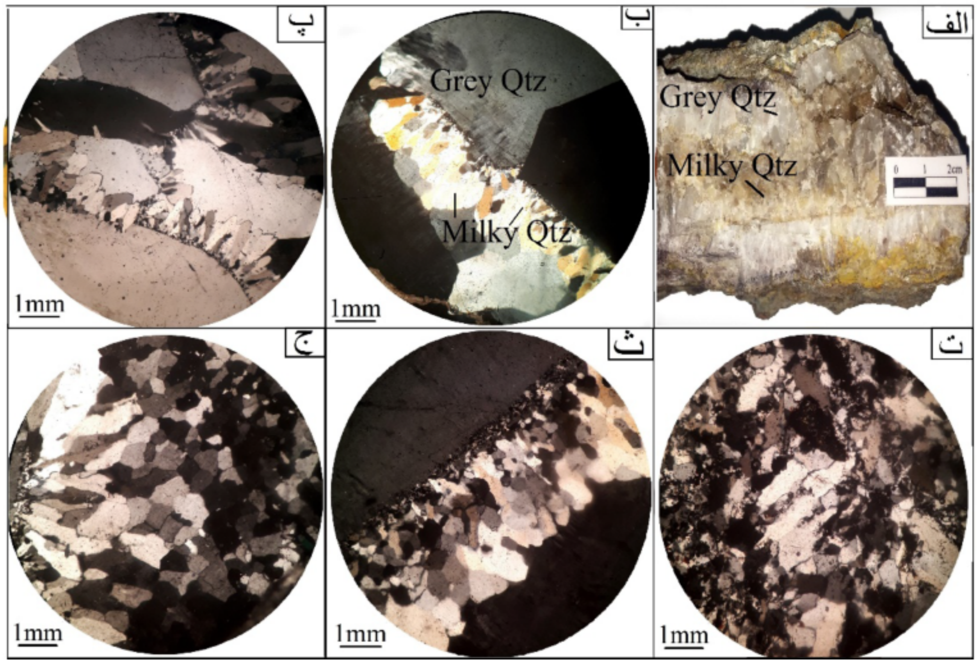
نمونه	کانی‌ها	نوع دگرسانی	راه تشخیص
Rs-01	کوارتز-هماتیت-لانگیت	سیلیسی	میکروسکوپی+XRD
Rs-02	کوارتز-کالکوپیریت-کلریت-ارتوکلاز	سیلیسی	میکروسکوپی+XRD
Rs-03	کوارتز-ارتوکلاز-آلبیت-کلریت-سانیدین-مسکویت	سیلیسی-سریسیتی	میکروسکوپی+XRD
Rs-04	کوارتز-کلریت-ارتوکلاز-هماتیت-مالاکیت	سیلیسی	میکروسکوپی+XRD
Rs-05	کوارتز-مونتموریلونیت- ایلیت- مسکویت- گوتیت	آرژیلیک	XRD
Rs-06	کوارتز-مونتموریلونیت- ایلیت- مسکویت- کالکوسیت	آرژیلیک	XRD

کانه‌زایی و توالی همبرزایی

فعالیت‌های گرمابی در منطقه رشت‌آباد سبب ایجاد دو سامانه رگه-رگچه‌ای در منطقه شده‌اند که شامل رگه-رگچه‌های کوارتزی همراه کانه‌های سولفیدی (شکل ۵) و رگه-رگچه‌های کربناتی تأخیری بدون کانی‌زایی هستند. رگه-رگچه‌های کوارتزی دربردارنده کانه‌های سولفیدی با راستای تقریبی شرقی-غربی موازی با گسل رشت‌آباد، فراوانترین نوع رگه-رگچه‌های کانه‌دار در منطقه رشت‌آباد و بصورت قطع کننده سنگ میزبان هستند (شکل‌های ۵ الف و ب). آثاری از سنگ دیواره بصورت خرد شده درون این رگه-رگچه‌ها یافت می‌شود. کانی‌های باطله شامل کوارتزهای خاکستری درشت خودشکل و به مقدار کمتر کوارتزهای شیری-سفید متوسط تا ریزدانه هستند (شکل‌های ۶ الف، ب). بر اساس تقسیم‌بندی‌های انجام شده توسط ورنکمب [۲۸]، چهار نسل کوارتز در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار وجود دارند که شامل ۱) کوارتزهای رشد یافته در راستای بلورشناسی ویژه (Face-controlled) (شکل ۶ پ)، ۲) کوارتز بدون سمتگیری مشخص (Non directional-controlled) (شکل ۶ ت)، ۳) کوارتزهای نواری (Parallel-controlled) (شکل ۶ ث) و ۴) کوارتزهای شعاعی (Radiating) (شکل ۶ ج)، هستند. ساخت و بافت رگه-رگچه‌ای، شانه‌ای، پرکننده فضای خالی و برشی با سیمان سیلیسی در منطقه دیده می‌شود (شکل ۵) که کانه‌های فلزی (سولفیدی-اکسیدی) و غیرفلزی (سیلیکاتی و کربناتی) هستند. کانه‌های سولفیدی دیده شده در مقاطع صیقلی منطقه شامل کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، گالن و کوولیت و کانه‌های اکسیدی شامل هماتیت، گوتیت و کانه کربناتی مالاکیت و آزوریت هستند که طی دوفاز کانی‌سازی درون‌زاد و برون‌زاد شکل گرفته‌اند. در بررسی‌های میکروسکوپی، شواهدی از حضور طلای آزاد در نمونه‌ها یافت نشد و بر اساس تجزیه‌های شیمیایی طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) در رگه‌های کوارتز-سولفید، عیار طلا تا ۳ گرم در تن (ppm) گزارش شده است [۵]. با توجه به شواهد، بنظر می‌رسد که بخش عمده رخداد طلا در کانسار رشت آباد بصورت طلای غیرقابل مشاهده در ساختار کالکوپیریت باشد که تایید آن نیازمند بررسی با میکروسکوپ الکترونی روبشی است.



شکل ۵ الف) رگه‌های کوارتز نواری دارای کانی‌زایی کالکوپیریت همراه مالاکیت و آزوریت در میزبان واحد آندزیت، ب) بافت نواری کوارتز-کالکوپیریت در میزبان واحد آندزیت-بازالت، پ) نمایی نزدیک از کوارتزهای دندانه سگی به همراه کالکوپیریت، ت) بافت برشی با سیمان کلسیتی، ث) کوارتز شانه‌ای و هماتیت به همراه کالکوپیریت، ج) نمایی نزدیک از کلسیت تیغه‌ای (Bladed). نشانه‌های اختصاری کانی‌ها [۲۹]. Quartz: Qtz، Chalcopyrite: Ccp، Malachite: Mlc، Azurite: Az، Hematite: Hem.



شکل ۶ تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از الف و ب) کوارتزهای شیری و خاکستری، پ) کوارتزهای رشد یافته در راستای بلورشناسی ویژه، ت) کوارتزهای بدون سمتگیری مشخص، ث) کوارتزهای نواری، ج) کوارتزهای شعاعی. (تصاویر با نور عبوری قطبیده متقاطع .X.P.L، تهیه شده است.

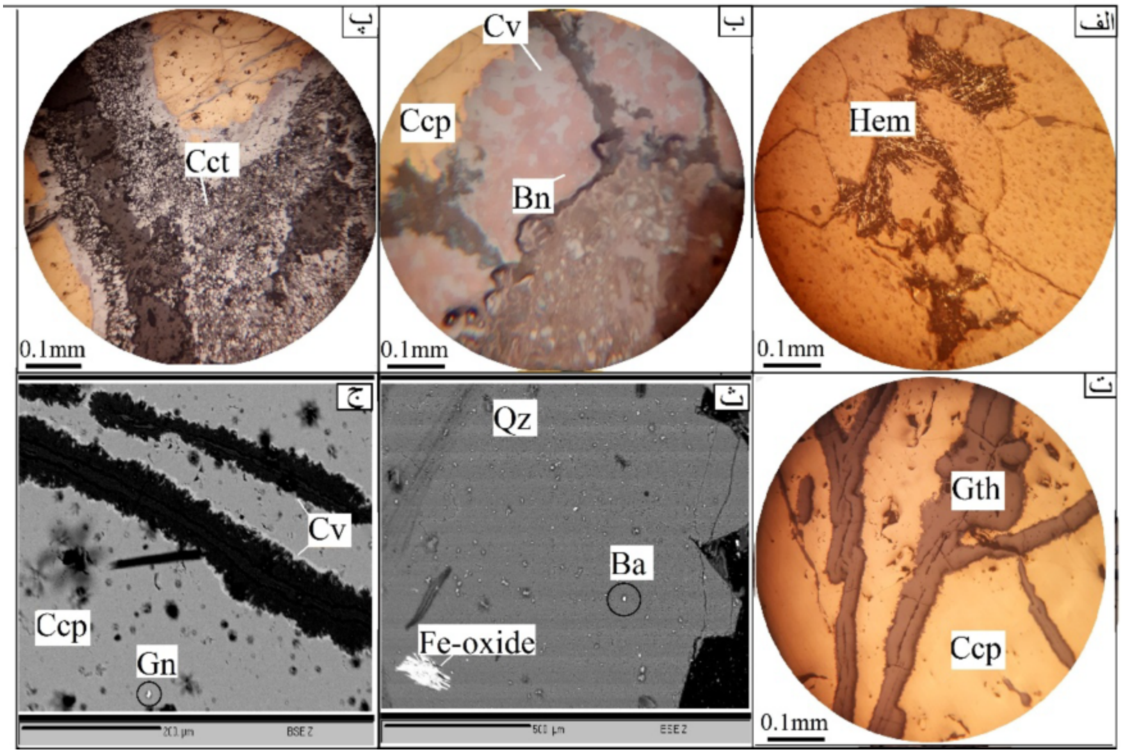
کانی‌سازی در مرحله درونزاد به سه زیر مرحله پیش از کانی‌سازی اصلی، کانی‌سازی اصلی و پس از کانی‌سازی اصلی تقسیم می‌شود. هماتیت‌های تیغه‌ای بصورت دسته جارویی در آغاز مراحل کانی‌سازی به علت بالا بودن گریزندگی اکسیژن (fO_2) از سیال جدا شده‌اند (شکل ۷ الف). کانی‌سازی در مرحله اصلی با تشکیل کوارتز خاکستری متوسط تا درشت‌بلور آغاز می‌شود که اغلب بدون سمتگیری مشخص هستند. در ادامه کانی‌سازی، به تدریج از مقدار کوارتز خاکستری کاسته شده و کوارتزهای شیری تشکیل می‌شوند. کوارتزهای شیری ریز تا متوسط بلور هستند و اغلب در راستای بلورشناسی ویژه رشد کرده‌اند (Face-controlled) و به مقدار کمتر بصورت شعاعی و یا نواری دیده می‌شوند. مهمترین کانی سولفیدی همراه با این نوع کوارتزها کالکوپیریت است که کالکوپیریت بصورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل همراه با کانی‌های گالن و باریت در منطقه دیده می‌شود (شکل-های ۷ ث، ج). این کانی‌در متن سنگ‌های درونگیر و یا همراه رگه‌های سیلیسی و یا بصورت شکافه‌پرکن دیده می‌شود. مهمترین بافت موجود در کالکوپیریت‌ها بافت جانشینی است که در نتیجه آن بورنیت‌ها در راستای سطح رخ و از لبه در حال جانشین شدن به جای کالکوپیریت‌ها هستند (شکل ۷ ب).

کانی‌سازی سولفیدی برون‌زاد شامل کوولیت (شکل ۷ ب) و کالکوسیت (شکل ۷ پ) است. در این فاز، کالکوسیت و کوولیت بصورت جانشینی و در طول شکستگی‌ها جانشین کالکوپیریت شده‌اند. کانی‌های مالاکیت و آزوریت اغلب بصورت دسته جارویی و دارای بافت شکافه پرکن هستند و حفره‌ها و فضاهای خالی را پرکرده‌اند. کانی گوتیت از لبه و مرز شکستگی‌ها جانشین کالکوپیریت شده است (شکل ۷ ت). توالی همبرزایی کانسار رشت آباد در شکل ۸ آورده شده است.

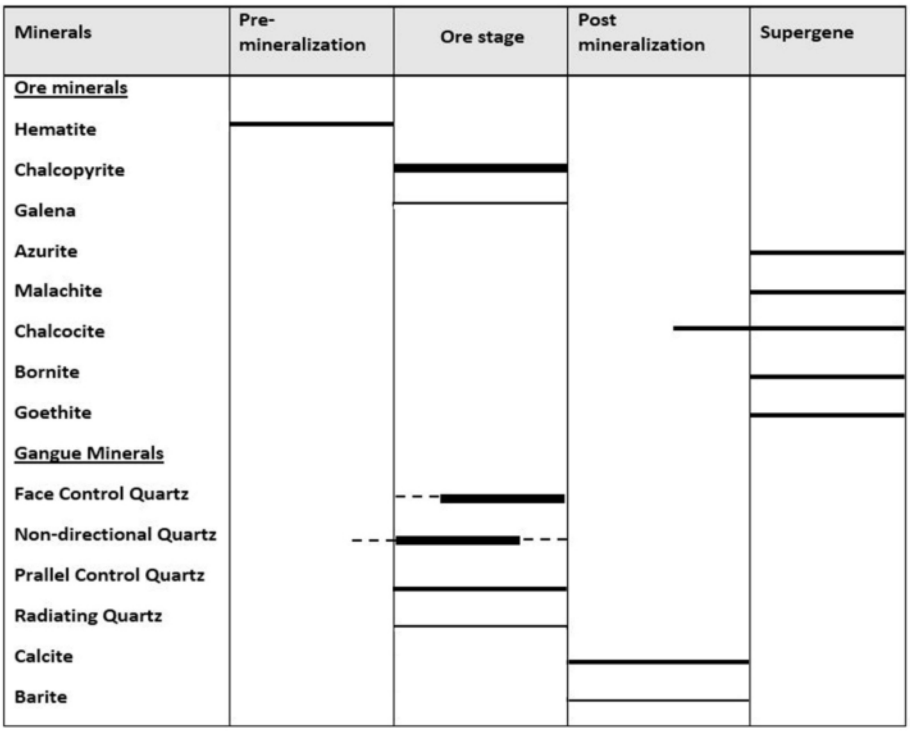
میانبارهای سیال

سنگ‌نگاری: بررسی میانبارهای سیال منطقه برای میانبارهای اولیه در میزبان کوارتز از رگه‌ی کوارتز کانه‌دار بدون سمتگیری، نواری و شعاعی انجام شد. میانبارهای دیده شده بیشتر به صورت کروی، کشیده و بی‌شکل و با اندازه ۵-۱۵میکرون هستند. بر اساس تقسیم‌بندی‌های انجام شده [۳۰، ۳۱]، میانبارها از نوع دوفازی مایع+بخار (شکل‌های ۹ الف و پ) و تک فازی مایع (شکل ۹ ب) تشخیص داده شدند و هیچ شاهدی از حضور فاز جامد هالیت و یا CO_2 مایع دیده نشد. پدیده باریک‌شدگی گردندار شدن نیز در میانبارهای سیال بررسی شده دیده شد (شکل ۹ ت). کوارتز خاکستری فاز غالب در رگه‌ها بوده و مربوط به مرحله اصلی کانی‌سازی است. بنابراین اندازه‌گیری‌های میانبارهای سیال برای این نوع کوارتز انجام شده‌است.

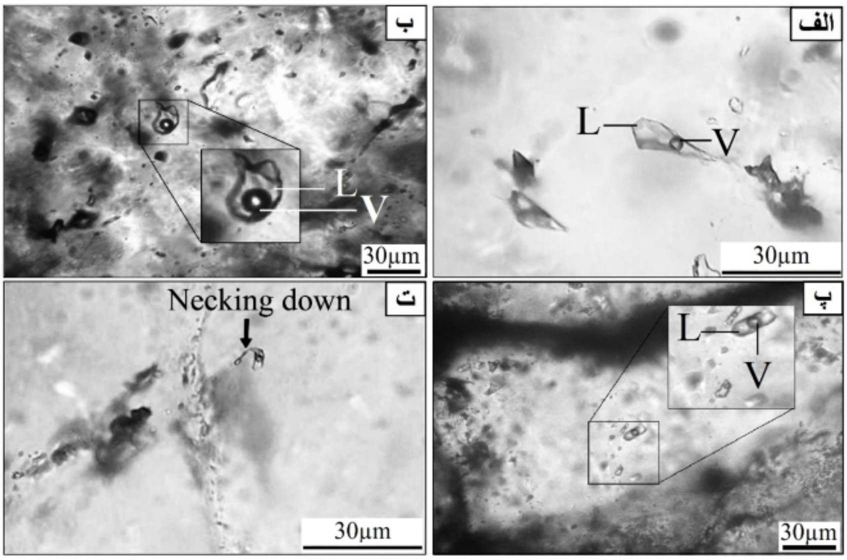
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.14.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.207]



شکل ۷ تصاویر میکروسکوپ‌های نوری و الکترونی روبشی (SEM) از الف) انباشت‌های هماتیت‌های تیغه‌ای بصورت دسته جارویی در پیریت، ب) کانی‌سازی کالکوپیریت در کنار بورنیت و کولیت، پ) کالکوسیت‌های دانه شکری، ت) جانشینی گوتیت در شکستگی‌های کالکوپیریت، ث) کانی‌سازی باریت در میزبان کوارتز، ج) کانی‌سازی گالن در میزبان کالکوپیریت. (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها Chalcopyrite: Ccp، Malachite: Mlc، Azurite: Az، Goethite: Gth، Hematite: Hem، Chalcocite: Cct، Covelite: Cv، Bornite: Bn. [۳۲]؛ تصاویر با نور بازتابی قطبیده صفحه ای تهیه شده اند)(P.P.L.).

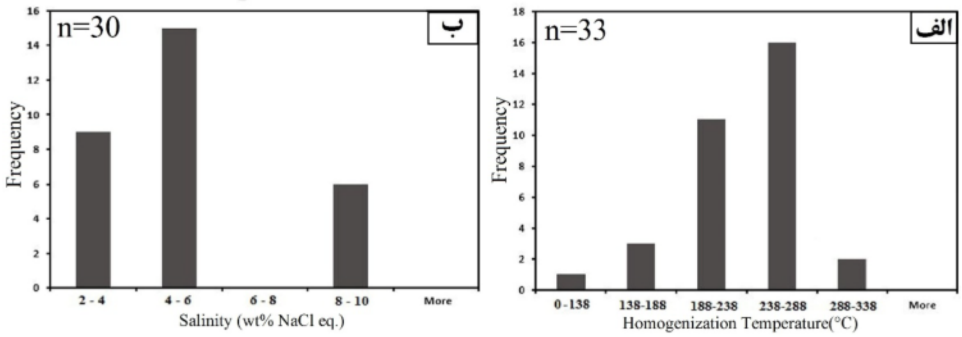


شکل۸ توالی همبرزایی کانسار رشت آباد. ضخامت خطوط معرف فراوانی کانی در هر مرحله است.



شکل ۹ تصاویر سنگ‌نگاری میانبارهای سیال کانی کوارتز: الف، ب و پ) میانبار دو فازی (L+V) شامل از فازهای گاز (V) و مایع آبگین (L)، ت) پدیده باریک‌شدگی.

دمای همگن‌شدگی و شوری: برای بدست آوردن دمای پیدایش میانبار سیال و درصد شوری در نمونه‌های مورد بررسی ریزدماسنجی برای میانبارهای دوفازی غنی از مایع انجام شد. در این نمونه‌ها، دمای همگن‌شدگی میانبارها به فاز مایع ($Th_{l\leftrightarrow v}$) در میانبارهای دوفازی مایع و بخار در میزبان کوارتز ۱۳۸ تا ۳۲۰°C (متوسط ۲۲۹°C) به‌دست آمد. برپایه نمودار دمای همگن‌شدگی نسبت به فراوانی، دمای ۲۳۸ تا ۲۸۸°C دارای بیشترین فراوانی است (شکل ۱۰ الف). همچنین دمای آخرین قطعه یخ Tm_{ice} به طور متوسط بین ۶- تا ۱٫۵ °C بدست آمد. براین اساس مقدار شوری محاسبه شده توسط براون [۱۶]، ۲٫۴۹ تا ۹٫۴۱ (متوسط۵٫۹۵) درصد معادل نمک طعام است (شکل ۱۰ ب). بیشترین فراوانی شوری نیز در گستره ۶-۴ درصد وزنی معادل نمک طعام بدست آمد. داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال کانسار رشت آباد در جدول ۲ آورده شده است. در نمودار شوری-دمای همگن‌شدگی [۳۱] (شکل ۱۱ الف) می‌توان دو روند کاهشی در دمای همگن‌شدگی نهایی و مقدار شوری سیال کانسارساز دیده کرد که اولی نشانگر فرایند آمیختگی با آب‌های جوی کم دما-کم شوری (رقیق شدگی) و دومی نشان‌دهنده تداوم مهاجرت و نقش سیال گرمابی-ماگمایی در تزریق دوباره سیال به رگه‌ها و حفظ دمای سیال (آمیختگی همدما) است. حضور کلسیت‌های تیغه‌ای نیز از نشانه‌های رخداد جوشش در منطقه است (شکل ۵ ج). با این وجود شواهدی از رخداد جوشش چون حضور میانبارهای غنی از مایع و گاز در کنار هم در میانبارهای سیال دیده نشد.



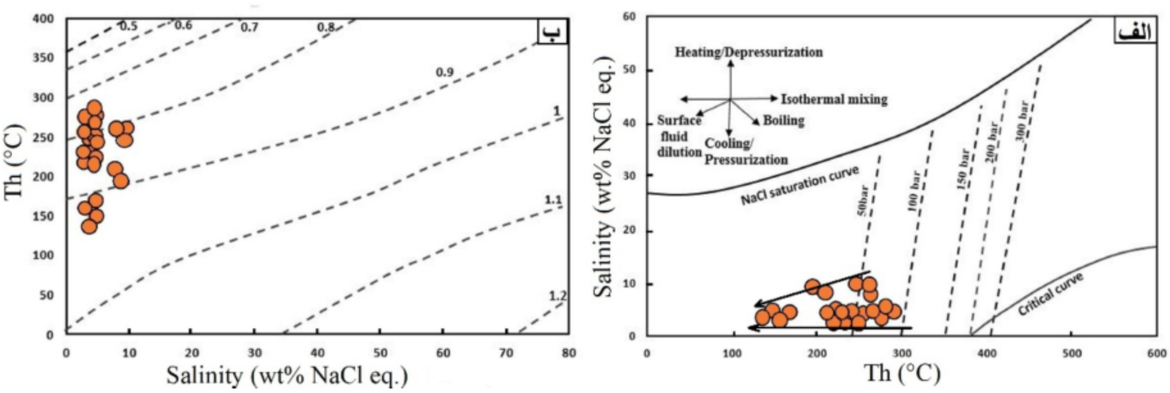
شکل ۱۰ الف) نمودار دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال دوفازی مایع+بخار منطقه کانه‌زایی رشت‌آباد نسبت به فراوانی آن‌ها، ب) نمودار شوری میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آن‌ها.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.14.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.207]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.14.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.207]

جدول ۲ داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال L+V در میزبان کوارتز در کانسار مس-طلای رشت‌آباد. (Te: دمای ذوب نخستین تکه یخ. Tm_{ice}: دمای ذوب آخرین تکه یخ. Th: دمای همگن شدگی).

نمونه	n	میزبان	Te	Tm_{ice} (°C)	$Th_{l\leftrightarrow v}$ (°C)	شوری (wt% NaCl eq.)	نمونه	n	میزبان	Te	Tm_{ice} (°C)	$Th_{l\leftrightarrow v}$ (°C)	شوری (wt% NaCl eq.)
Rs-08	۱	کوارزت بدون سمنتگیری	-۲۱	-۲/۴	۲۵۰	۴/۰۷	Rs-04	۱	کوارتز نواری	-۲۱	-۶/۰	۲۵۰	۹/۴۱
	۲			-۲/۵	۲۶۰	۴/۲۴		۲			-۶/۰	۲۶۰	۹/۴۱
	۳			-۲/۵	۲۵۸	۴/۲۴		۳			-۶/۰	۲۵۸	۹/۴۱
	۴			-۲/۰	۱۹۶	۳/۳۸		۴			-۵/۵	۱۹۶	۸/۷۵
	۵			-۲/۰	۲۰۸	۳/۳۸		۵			-۵/۰	۲۰۸	۸/۰۷
	۶			-۲/۴	۲۴۲	۴/۰۷		۶			-۲/۵	۲۴۲	۴/۲۴
	۷			-۲/۵	۲۷۳	۴/۲۴		۷			-۲/۰	۲۷۳	۳/۳۹
	۸			-۲/۵	۲۶۰	۴/۲۴		۸			-۵/۰	۲۶۰	۸/۰۷
	۹			-۲/۵	۲۸۵	۴/۲۴		۹			-۲/۵	۲۸۵	۴/۲۴
	۱۰			-۲/۵	۲۲۲	۴/۲۴		۱۰			-۲/۶	۲۲۲	۴/۴۱
	۱۱			-۲/۵	۲۲۰	۴/۲۴		۱۱			-۱/۷	۲۲۰	۲/۸۵
								۱۲			-۲/۰	۲۲۸	۳/۳۹
Rs-11	۱	کوارتز رشد یافته در راستای بلوری ویژه	-۲۱	-۲/۰	۲۲۸	۳/۳۸		۱۳			-۲/۵	۲۴۰	۴/۲۴
	۲			-۲/۵	۲۴۰	۴/۲۴		۱۴			....	۳۲۰	....
	۳			-۲/۰	۳۲۰	۳/۳۸		۱۵			....	۳۰۲	....
	۴			-۲/۰	۳۰۲	۳/۳۸		۱۶			....	۲۵۹	....
	۵			-۲/۵	۲۵۹	۴/۲۴		۱۷			-۱/۵	۲۴۵	۲/۴۹



شکل ۱۱ الف) نمودار دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری و فرآیند آمیختگی هم‌دما و رقیق‌شدگی توسط آب‌های جوی دما و شوری پایین [۳۱]، ب) نمودار شوری نسبت به دمای همگن‌شدگی برای تعیین چگالی سیال کانه‌ساز کانسار رشت‌آباد [۳۳].

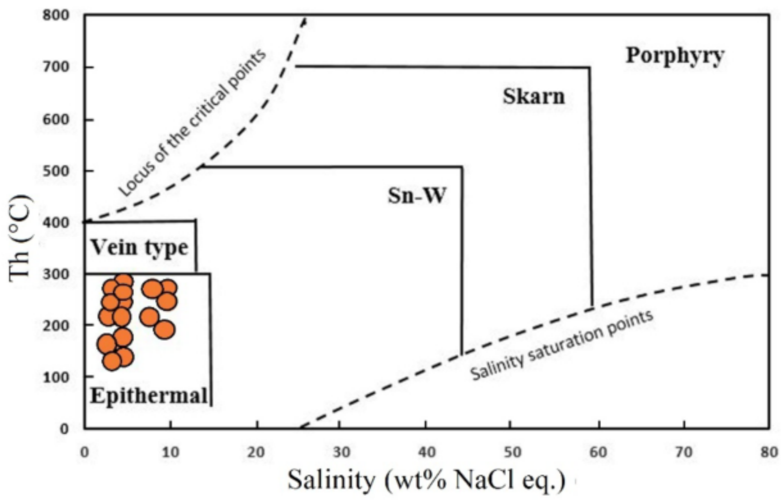
چگالی، نوع کانسار: با استفاده از نمودار دمای همگن‌شدگی-شوری سیال [۳۳]، می‌توان چگالی سیال را بدون توجه به شرایط به دام افتادن آن تعیین کرد. براین اساس، چگالی میانبارهای سیال در منطقه رشت‌آباد ۰/۷۵-۰/۹۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب است (شکل ۱۱ ب). با استفاده از نمودار دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری که برای تعیین نوع کانسار به کار می‌رود [۳۳]، همه نمونه‌ها در گستره کانسارهای نوع فراگرمایی قرار دارند (شکل ۱۲).

ایزوتوپ‌های کربن-اکسیژن

رگه‌های کربناتی از باطله‌های مهم در ذخایر فراگرمایی محسوب می‌شوند که اغلب طی فازهای پایانی کانه‌زایی پس از رخداد کانه‌زایی سولفیدی اصلی بصورت پرکننده فضای خالی یا رگه‌ای کانسنگ سولفیدی را قطع می‌کنند [۳۴، ۳۵]. شکل-گیری این رگه‌ها و چگونگی رخداد آنها اطلاعات مفیدی پیرامون تشکیل و تکامل سیال کانه‌ساز بویژه در مراحل پایانی کانه‌زایی در اختیار می‌گذارد که در این زمان، اغلب سامانه

گرمابی در معرض هجوم سیال جوی قرار می‌گیرد [۳۴]. از بررسی ایزوتوپ‌های کربن-اکسیژن، اطلاعات ارزشمندی پیرامون شکل‌گیری باطله‌های کربناتی و نسبت سیال/سنگ کانسار به دست می‌آید [۳۶]. در این پژوهش، از ایزوتوپ‌های کربن-اکسیژن در کلسیت به منظور اثبات نقش سیال جوی و دگرگونی‌های سامانه گرمابی در مراحل پایانی کانه‌زایی استفاده شد. همچنین، به منظور تعیین ویژگی‌های فیزیکوشیمی سیال کانه‌ساز سیال‌های درگیر در باطله کوارتز همراه کانسنگ سولفیدی بررسی شدند که نتایج آن در بخش پیش بیان شد.

به منظور تعیین خاستگاه احتمالی سیال گرمابی در مراحل پایانی کانه‌زایی، ۸ نمونه کلسیت برای بررسی‌های ایزوتوپی کربن-اکسیژن انتخاب شدند. مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ در کانی باطله کلسیت کانسار رشت‌آباد در جدول ۳ آورده شده است. مقادیر بدست آمده از $\delta^{13}C$ برای تعیین خاستگاه سیال از محیط‌های مختلف شامل سنگ‌های آذرین و ماگمایی بین ۳۰- تا ۳‰- ، پوسته قاره‌ای ۷‰- و گوشته ۵‰- است [۳۷]. مقدار $\delta^{13}C$ در جو ۱۱- تا ۷‰- و در مواد آلی ۱۰-تا ۳۰‰- است [۳۸]. مقدار $^{13}C\delta$ در سیال جوی که با سنگ‌های کربناتی واکنش داده‌اند، از ۸- تا ۴‰+ است [۳۹]. این مقدار در نمونه‌های منطقه مورد بررسی بین ۹٫۲۱- تا ۶٫۸۱‰- بدست آمد. همچنین، مقدار $\delta^{18}O$ آب‌های جوی بین ۵٫۷ تا ۴۰‰- و سیال ماگمایی بین ۵٫۷ تا ۱۰‰ است. سیال در تعادل با کلسیت در نمونه‌های منطقه مورد بررسی دارای $\delta^{18}O$ برابر با ۱۴- تا ۱۵‰- است. نمودار مقادیر ایزوتوپی $\delta^{13}C$ نسبت به $\delta^{18}O$ [۳۷] در منطقه مورد بررسی به همراه این مقادیر در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی خاستگاه رگه‌های کربناتی تأخیری در شکل ۱۳ نشان داده شده است.

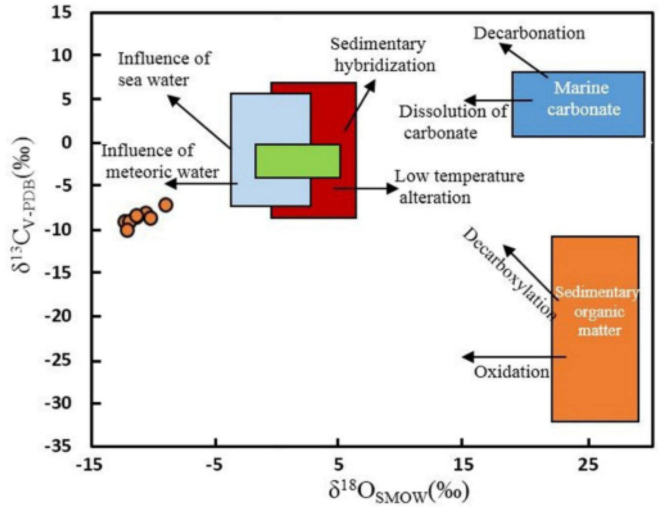


شکل ۱۲ نمودار تعیین نوع کانه‌زایی بر اساس شوری و دمای همگن شدگی [۳۳].

جدول ۳ مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن در نمونه‌های کلسیت از کانسار رشت‌آباد [۴۰].

شماره نمونه	$\delta^{13}C_{PDB}$‰	$\delta^{18}O_{PDB}$‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$‰(a)*
Rs-CO-22	-۸٫۳۹	-۱۴٫۲۰	-۱۲٫۵۰
Rs-CO-23	-۸٫۰۱	-۱۳٫۴۳	-۱۱٫۷۲
Rs-CO-24	-۸٫۴۱	-۱۳٫۹۰	-۱۲٫۱۹
Rs-CO-26	-۷٫۶۷	-۱۲٫۷۶	-۱۱٫۰۶
Rs-CO-27	-۷٫۸۴	-۱۳٫۴۳	-۱۱٫۷۲
Rs-CO-28	-۸٫۱۱	-۱۲٫۵۰	-۱۰٫۷۹
Rs-CO-31	-۶٫۸۱	-۱۱٫۴۳	-۹٫۷۲
Rs-CO-32	-۹٫۲۱	-۱۴٫۰۲	-۱۲٫۳۱

* محاسبات برگرفته از مرجع [۴۰]



شکل ۱۳ نمودار مقادیر $\delta^{18}O$نسبت به $\delta^{13}C$ و موقعیت رگه‌های کربناتی تأخیری کانسار رشت‌آباد بر آن. محیط‌های مختلف زمین‌شناسی برای خاستگاه کربنات برگرفته از مرجع [۳۷] هستند.

برداشت

بطور کلی در سامانه‌های فراگرمایی، بیشترین فراوانی در دمای همگن‌شدگی برای فلزات پایه و گرانبها در گستره ۲۴۰ تا ۲۵۰°C است. در این سامانه، شوری میانبارها ۰-۱۷ درصد وزنی معادل نمک‌طعام گزارش شده است [۳۴]. با توجه به دمای همگن‌شدگی و شوری نمونه‌ها و همخوانی آن با مقادیر معمول کانسارهای فراگرمایی، کانسار رشت‌آباد کانسار نوع فراگرمایی در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱۲). از دیگر شواهد همخوانی این سامانه با سامانه‌های فراگرمایی، نبود CO_2 در نمونه‌های مورد بررسی است. به اعتقاد [۳۱]، مقدار CO_2 در سامانه‌های فراگرمایی ناچیز است.

در محیط‌های فراگرمایی، آمیختگی سیال‌های با خاستگاه متفاوت، واکنش دگرنهادی سنگ- آب و جوشش سیال کانه‌دار موجب ته‌نشست فلزات پایه و گرانبها از یک سیال کانه‌دار می‌شوند [۳۵]. با توجه به روند داده‌های ریزدماسنجی در نمودار دومتغیره شوری-دمای همگن‌شدگی (شکل ۱۱ الف) می‌توان تصور کرد که آمیختگی سیال‌های گرمابی کانه‌دار با سیال‌های جوی با دما و شوری پایین از عوامل مؤثر در ناپایدار شدن کمپلکس‌ها و در نتیجه ته نشست فلزات در کانسار رشت‌آباد بوده است. روند دوم نشان‌دهنده تداوم مهاجرت و نقش سیال گرمابی-ماگمایی در تزریق مجدد سیال به رگه‌ها و حفظ دمای سیال است. حضور کلسیت تیغه‌ای نیز از نشانه‌های رخداد جوشش در منطقه است [۴۱] (شکل ۵ ج). با این وجود شواهدی از رخداد جوشش چون حضور میانبارهای غنی از مایع و گاز در کنار هم در میانبارهای سیال دیده نشد که به این دلیل نمی‌توان به قطعیت در مورد رخداد جوشش در کانسار رشت آباد نظر داد. بنابراین چنین بنظر می‌رسد که رقیق‌شدگی و آمیختگی هم‌دما عوامل اصلی ته نشست عناصر فلزی در کانسار فراگرمایی رشت‌آباد، هستند. در منطقه رشت‌آباد سیال گرمابی در مراحل پایانی کانه‌زایی در تعادل با کلسیت دارای مقادیر $\delta^{13}C$ بین ۹٫۲۱- تا ۶٫۸۱‰- است. مقدار $\delta^{18}O$ برای این سیال نیز ۱۴- تا ۱۵‰- است. جایگاه نمونه‌های کانسار رشت‌آباد در نمودار $\delta^{13}C$ نسبت به $\delta^{18}O$ [۳۷] نیز بیانگر اثر سیال جوی بر خاستگاه کربن است (شکل ۱۳). بنابراین نتایج به دست آمده از تجزیه ایزوتوپ پایدار C-O ورود سیال جوی به سامانه گرمابی در مراحل پایانی کانه‌زایی را تایید می‌کند.

پژوهشگران مختلفی کانسارهای فراگرمایی را برپایه جایگاه زمین‌ساختی، ویژگی‌های ماگمایی، کانی‌شناسی و دگرسانی گرمابی به کانسارهای سولفیدشدگی بالا (HS)، سولفیدشدگی متوسط (IS) و سولفیدشدگی پایین (LS) تقسیم کرده‌اند [۳۲، ۴۱-۴۳]. با توجه به مقایسه کانسار مس-طلا رشت‌آباد با انواع کانسارهای سولفیدشدگی بالا، متوسط و پایین (جدول ۴) و ویژگی‌هایی چون محیط زمین ساختی آهکی-قلیایی کمانی، سنگ میزبان آندزیت-بازالت، مجموعه سولفیدی کالکوپیریت، گالن، بورنیت، کالکوسیت، رخداد کانه‌زایی بصورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، قشری، نواری، شانه‌ای و برشی، دگرسانی کوارتز-سریسیت و خاستگاه سیال ماگمایی-جوی، می‌توان کانسار رشت‌آباد را در رده کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط قرار داد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.14.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.207]

جدول ۴ مقایسه ویژگی‌های کانسار رشت‌آباد با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا، متوسط و پایین [۳۲، ۴۱-۴۳].

ویژگی	سولفیدشدگی کم	سولفیدشدگی متوسط	سولفیدشدگی بالا	رشت‌آباد
محیط زمین ساختی	قوس آهکی-قلیایی و به احتمال بسیار در ارتباط با کانه‌زایی پورفیری	قوس آندزیت-داسیتی آهکی-قلیایی	کرانه قوس‌های قاره‌ای کششی و فشارشی	قوس بازالت آندزیتی-آندزیت، آهکی-قلیایی
سنگ میزبان	آندزیت تا ریوداسیت	آندزیت تا ریوداسیت (ریولیت بصورت محلی)	اغلب ریوداسیت، آندزیت تا ریوداسیت	آندزیت- تراکی‌آندزیت
بافت رگه‌ها	پرکننده فضای خالی، پوسته‌ای، شانه‌ای	پوسته‌ای، نواری، شانه‌ای، برشی، گل کلمی	حفره‌ای، توده‌ای، برشی، جانشینی، رگه‌ای	شانه‌ای، رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و برشی
کانی‌های دگرسانی	ایلیت/اسمکتیت-آدولاریا	سریسیت بدون آدولاریا	کوارتز-آلونیت، کوارتز-پیروفیلیت/دیکیت	سریسیت، کلسیت، کوارتز، بدون آدولاریا
کانی‌های سولفیدی شاخص	اسفالریت، گالن، استیبنیت، آرسنوپیریت، پیریت، تتراهدریت، کالکوپیریت، بولانگریت	اسفالریت، گالن، تتراهدریت-تنانتیت، کالکوپیریت، اسفالریت فقیر از FeS، طلای آزاد، الکتروم، نقره آزاد	انارژیت، لوزونیت، فاماتینیت، کوولیت	کالکوپیریت، کوولیت، گالن
فلزات اصلی	Pb, Zn, Ag, Sb	Au-Ag, Ag-Au, چند فلزی Ag-Au, Ag, Zn, Pb, Cu-	اغلبAu-Ag, Cu, As-Sb, Cu+Au-Ag	Cu±Au, Pb-Zn
فلزات فرعی	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg	As, Sb, Mo	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Bi-Hg-As
دما	< ۲۲۰°C	۲۸۰-۲۲۰°C	۳۲۰-۱۸۰°C	۳۲۰-۱۳۸°C
خاستگاه سیال	ماگمایی<جوی	ماگمایی-جوی	ماگمایی > جوی	ماگمایی-جوی

قدردانی

این پژوهش با حمایت معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی سینا، همدان انجام شد که از آن معاونت محترم سپاسگزاری می‌شود. همچنین نگارندگان از سردبیر و داوران گرامی مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران برای پیشنهادهای ارزنده‌شان در بهتر شدن ساختار علمی مقاله کمال تشکر را دارند.

مراجع

[1] Ghorbani M., " *Economic Geology of Iran's Mineral and Natural Resources",* Arian publication, (2007) 515pp.

[2] Aghanabati A., " *Economic Geology of Iran's Mineral and Natural Resources",* Geological Survey of Iran, (2007) 345pp.

[3] Alavi M., *"Tectonic map of the Middle East: Scale1:5,000,000"*, Tehran, Geological Survey of Iran (1991).

[4] Nabavi M.H., *"An introduction to the Iranian geology"*, Geological Survey of Iran, Tehran, (1976) 110 pp, (in Persian).

[5] Geosciences Development Company *"Gold and associated elements exploration project in Golojeh area (north of Zanjan)"*, Ministry of Industry, Mine and Trade, (2007), 178pp.

[6] Nabatian G., Ghaderi M., Rashidnejad Omran N and Daliran, F., *"Iron-apatite mineralization at Sorkhe Dizaj, Aliabad and Morvarieh deposits, southeast of Zanjan"*, 15th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, (2007) (in Persian).

[7] Nabatian G. and Ghaderi M., *"Mineralogy and geochemistry of rare earth elements at iron oxide-apatite deposits of Zanjan area"*, Geological Survey of Iran, Scientific Quarterly Journal of Geosciences, Vol: 93 (3), (2014) p: 157–170 (in Persian).

[8] Nabatian Gh., Ghaderi M., Rashid Nejad M and Daliran F., *"Sorkheh Dizaj apatite - iron oxide deposit as a Kiruna Type: mineralogy, texture and structure, alteration and comparative Studies"* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, Vol: 19 (4), (2012) p: 665-686.

[9] Kouhestani H., and Mokhtari M.A.A., *"Geological and mineralization characteristics of*

associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran", Open Geoscience, Vol: 7 (2015) p: 207–222.

[18] Faridi M., Anvari A., *"Geological map of the Hashtjin: Scale 1:100000"*, Geological Survey of Iran (2000).

[19] Cox K.G., Bell J.D., Pankhust R.J. *The interpretation of igneous rocks "*Springer/Chapman & Hall (1979) 468 pp.

[20] Le Maiter R.W., *"Classifications of igneous rocks and glossary of terms"*, Black well scientific publications (1989) 206pp.

[21] Middlemost E.A.K., *Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas"*, Earth Science Reviews. Vol: 31(1991) p: 73-87.

[22] Winchester J.A. and Floyd P.A. *"Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements* "Chemical Geology, Vol: 20, (1977) p: 325-343.

[23] Ajalli A., Torkian A., Tale Fazel E., *"Geochemistry of the basaltic rocks of the Meshkin-Rasht Abad area (North of Zanjan)"*, Petrology (in press).

[24] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A. and Mitchell, S. F. *"Classification of altered volcanic arc rocks using immobile trace elements: development of the Th- Co discrimination diagram"*, Journal of Petrology Vol: 48(12) (2007) p: 2341- 2357

[25] Condie KC. *"Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean–Proterozoic boundary: identification and significance"*, Lithos, Vol: 23 (1989) p: 1-18.

[26] Peirovan H., *"Mineralogical and geochemical classification of alteration rocks in Tarom region"*, Proceedings of the 9th Iranian Geological Society Conference, (2005) p: 427-440.

[27] Hoseini M., *"Alunite Formation in Tarom Region"*, Second Iranian Geological Society Conference, (1995), p: 175-186.

[28] Vearnkombe j. R., *"Quartz vein morphology and implications for formation depth and*

Aliabad Cu occurrence, Tarom area, east of Zanjan", 17th Symposium of Geological Society of Iran and the 1st International Congress on Zagros Orogen, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (2013) (in Persian).

[10] Saeedi A., *"Petrology and geochemistry of Aliabad Mousavi-Khanchy intrusions (Tarom area, Zanjan province) with considering on Cu mineralization"*, M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, (2015) 152 pp. (in Persian).

[11] Feizi M., Ebrahimi M., Kouhestani H and Mokhtari A. A., *"Geology, Mineralogy and Geochemistry of Aghkand Copper Mine Occurrence, North of Zanjan, Tarom Hashtjin "*, Journal of Economic Geology, Vol: 2, (2016) p: 524-507.

[12] Mehrabi B., Chaghaneh N. and Tale Fazel, E., *"Petrology, mineralogy and alteration studies of anomaly no. 4 of Gulloje polymetal deposit (northwest of Zanjan) "*,1st Symposium of Iranian society of Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran (2009) (in Persian).

[13] Mehrabi B., Tale Fazel E., Ghasemi Siani M and Eghbali M.A., *"Investigation on mineralization and genetic model of Gulloje Cu-Au vein deposit (north of Zanjan) "*using mineralogical, geochemical and fluid inclusion data. Journal of Sciences, Vol: 35(4) (2010) p: 185–199 (in Persian).

[14] Zamanian H., Rahmani S., Zarei-sahameih R. *"Fluid inclusion and stable isotope study of the Lubin-Zardeh epithermal Cu-Au deposit in Zanjan Province, NW Iran* " Implications for ore genesis. Ore Geology Reviews, Vol: 112 (2019)103014.

[15] Kouhestani H., Mokhtari M.A.A., Kezhang Q., Junxing Z., *"Fluid inclusion and stable isotope constraints on ore genesis of the Zajkan epithermal base metal deposit, Tarom–Hashtjin metallogenic belt, NW Iran"*, Ore Geology Reviews, Vol:109 (2019) p:564–584.

[16] Brown P. E., "*FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data*", American Mineralogist, Vol: 74 (1989) p: 1390-1393.

[17] Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C. and Generod, M. *"Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks*

[37] Hoefs J., *"Stable Isotope Geochemistry "*7th edition. Springer, Heidelberg, (2015)1–285 pp.
[38] Clark I and Fritz P., *"Environmental isotopes in Hydrogeology"*, (1997) 249 pp.
[39] Kakegawa T and Nanri H., *"Sulfur and carbon isotope analyses of 2.7 Ga stromatolites and sandstone in the Jeerinah Formation, Western Australia "*, Precambrian Research, Vol:148, (2006) p:115-124.
[40] Zheng Y. F., *"Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals"*, Geochemical Journal, Vol: 33, (1999) p: 109-126
[41] White N.C. and Hedenquist J.W., *"Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration"*, Journal of Geochemical Exploration, Vol: 36, (1990) p: 445-474.
[42] Sollitoe R and Hedenquist J., *"Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits"*, Society of Economic Geologists: Special Publication (2003) p: 315-343.
[43] Einaudi M.T., Hedenquist J.W., and Inan E., *"Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments* Society of Economic Geologists and Geochemical Society :Special Publication, Vol: 10 (2003) p: 285–313.
classification of Archaean gold vein deposits", El Science, Vol: 8 (1993) p: 407-424.
[29] Whitney D.L. and Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals*", American Mineralogist, Vol: 95, (2010) p: 185– 187 .
[30] Sheppard T.J., Rankin A.H and Alderton D.H. *"A practical guide to fluid inclusion studies "*, Mineralogical Magazine, Vol: 50(356) (1985) p: 352-353.
[31] Roedder E., *"Fluid Inclusions, Reviews in Mineralogy"*. Mineralogical Society of American, Vol: 12 (1984) 646 pp.
[32] Hayba D. O., Bethke P.M., Heald P., and Foley N. F., *"Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits"*, Economic Geology Review, Vol: 2, (1986) p: 129-167.
[33] *Wilkinson* J.J., *Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits"* Lithos, Vol: 55, (2001) p: 229-272.
[34] Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D and Steele-MacInnis M., *"Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Treatise on Geochemistry"*, Second Edition. Elsevier, Oxford, (2014) p: 119-142.
[35] Hedenquist J.W., Arribas A.N.T.O.N.I.O., Gonzalez-Urien E., "*Exploration for epithermal gold deposits*" Reviews in Economic Geology, Vol:13(2), (2000) p: 45-77.
[36] Barnes H. L., "*Geochemistry of hydrothermal ore deposites*", (1997) 972pp.